干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

陕西横山L_2以来风沙/黄土沉积序列的粒度端元特征及其环境意义

刘　蓉[1]，　岳大鹏[1]，　赵景波[1]，　苏志珠[2]，　石　浩[1]，　王晓宁[1]
（1. 陕西师范大学地理科学与旅游学院，陕西 西安　710119；2. 山西大学历史文化学院，山西 太原　030006）

摘　要：受气候振荡的影响，沙漠边界多次往复摆动，在地层中留下了黄土、古土壤与古风成沙的迭覆沉积。通过传统粒度参数和端元分析模型方法对陕西横山HS剖面L_2以来风成沙—沙质黄土—沙质古土壤所蕴含的粒度成分、相应的沉积信息和沙地进退进行探讨。结果表明：HS剖面粒度组成不同于黄土区，以极细砂（31.07%）、细砂（30.20%）和粗粉砂（23.38%）为主，具有大小混杂的宽粒级范围的明显特征。因此在黄土区具有全球古环境意义的粒度指标未必适合本区，运用参数化端元分析模型对本区粒度指标进行分离，以期得到适宜本区的气候环境指标。其中，端元1（EM1）的众数粒径为8.93 μm，反映了西风环流的信息；端元2（EM2）的平均粒径为32.82 μm，很大程度上间接指示东亚冬季风强度的变化；端元5（EM5）的平均粒径为235.46 μm，是极强冬季风或强风暴的替代性指标，其含量反馈当时冬季风的强烈程度。由此，研究认为陕西横山自L_2以来发生了5次沙地扩张和3次沙地后退事件，其中风成沙层为强烈冬季风环境引发毛乌素沙地扩张时堆积的；而冬季风强度大为减弱时，沙丘迁移被沙尘堆积所取代，形成沙质黄土层；古土壤层是在冬季风相对萎缩时发育的。冰期形成的风成沙层对目前区域沙漠化存在不可忽视的潜在威胁，保护全新世形成的土壤层是防治区域沙漠化的重要措施。

关 键 词：粒度；端元分析；气候变化；沙地进退；横山
文章编号：

陕西横山位于毛乌素沙地与黄土高原的耦合地带，是东亚季风尾闾区，对气候变化响应敏感，在记录古气候、古环境变迁方面具有特殊的优越性。地层发育上既不同于黄土区的黄土—古土壤序列，也不同于沙地内部的古风成沙—沙质古土壤序列，而是古风成沙—沙质黄土—沙质古土壤序列。由于地层发育的同源性，可借鉴黄土高原黄土—古土壤序列的研究手段进行本区气候变化的研究，但从当前的研究成果来看[1-2]，沙漠/黄土过渡带与黄土高原相比环境特征存在较大差异。即使在典型黄土区都需要针对不同区域使用不同的环境指标来进行探讨[3-4]。因此有必要对反映陕西横山环境记录的相关指标进行完善，在此基础上对其气候环境演变做进一步的研究，为防治区域沙漠化提供相应依据。

粒度的组成及分布特征受到物源、搬运条件、沉积环境及沉积后的风化作用影响[5]，在区分沉积环境、判定搬运方式与动力条件、重建古气候环境等方面具有重要意义。风成沉积物一般是不同物源或沉积动力过程作用的结果[6-7]，传统的粒度参数如平均粒径、众数、偏度等在进行环境信息研究时存在多解性和不确定性[8]，全样的粒度参数特征只能近似地指示沉积环境的变化。而端元分析模型[9]利用数学方法可以实现将多个动力作用下的混合态沉积物分成单个动力组分，从而实现沉积物粒度组分分离，以进一步获得单个动力组分所反映的沉

收稿日期：2020-12-09；　**修订日期：**2021-03-11
基金项目：国家自然科学基金重点项目（41930641）；黄土与第四纪地质国家重点实验室项目（SKLLQG1874）
作者简介：刘蓉（1993-），女，博士研究生，主要从事干旱半干旱区环境演变研究. E-mail: tysyliurong@163.com
通讯作者：岳大鹏（1964-），男，教授，主要从事综合自然地理与土地利用研究. E-mail: yuedp@snnu.edu.cn

积信息。对不同沉积物进行粒度端元分析的研究[10-14]已有不少，但对古风成沙—沙质黄土—沙质古土壤序列的应用目前仍较为薄弱。鉴于此，本文试图利用粒度传统参数研究和端元分析模型方法对陕西横山HS剖面L_2以来风沙/黄土沉积序列的粒度特征进行相关探讨，寻找适合本区域特征的气候环境指标，以期对区域环境变化提供一定的科学依据。

1　材料与方法

1.1　研究区概况

陕西横山地处沙漠/黄土过渡带，地势东南高西北低，海拔介于900~1500 m。属温带大陆性季风半干旱草原气候，多年平均气温9.2 ℃，多年平均降水量355.9 mm，年均风速为2.4 m·s^{-1}左右（数据来自国家气象信息中心提供的中国地面气候资料1981—2010年年值数据集（http://data.cma.cn/），偏北风居多，冬春季节多风沙活动。地带性植被为草原，以草本植物为主，有少量木本植物和半灌木。

1.2　研究剖面

根据调查，在横山县城东北约2 km处发现了良好的风成沙—黄土—古土壤剖面，其紧靠毛乌素沙地南缘，地层连续、层位清楚，将其命名为HS剖面（图1）。采样间距为15 cm，剖面取样厚度为17.55 m，未见底，共117个样品。通过野外的宏观观察发现剖面存在2层灰黑色粉砂质细砂，厚度不到2 m，无层理构造，含少量白色钙质假菌丝体，质地稍紧实，故判定其为古土壤层。根据黄土高原黄土与古土壤剖面土层分布厚度和分布规律可知，接近表层厚度较大的黄土为马兰黄土，该层黄土保存较好，层位稳定[15]。因此，我们把近地表的黄土确定为L_1。马兰黄土之上的古土壤是公认的全新世古土壤（S_0）[16]。根据黄土地层划分[17]，马兰黄土之下的古土壤为S_1，S_1古土壤之下黄土为L_2。由于黄土沉积具有分布范围广大和层位稳定的突出特点[17]，所以这一时代划分应该是符合实际的。最后结合粒度数据，将剖面地层从上至下具体划分为S_0—L_1-1—L_1-2—S_1-1—L_2-1—L_2-2—S_1-2—L_2-3—L_2-4—L_2-5—L_2-6（图2）。

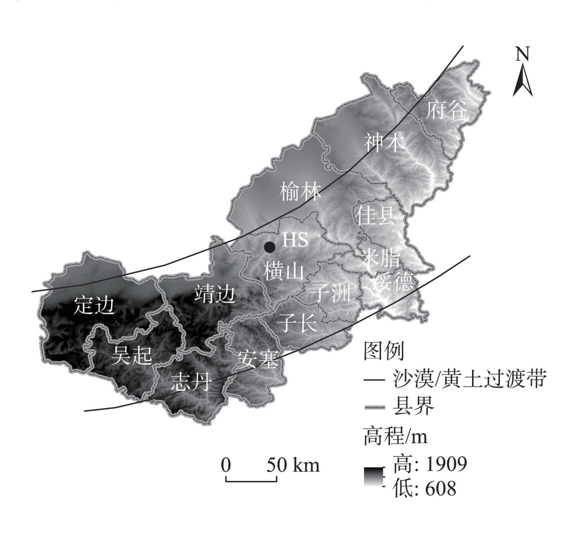


图1　HS剖面位置示意图

Fig. 1　Location of HS section

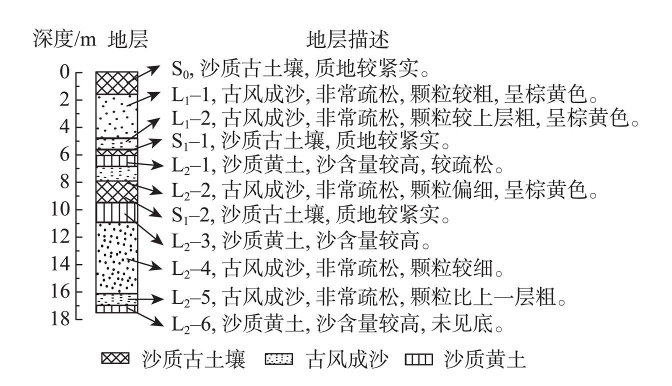


图2　HS剖面地层描述

Fig. 2　Stratigraphic description of HS section

1.3　实验方法

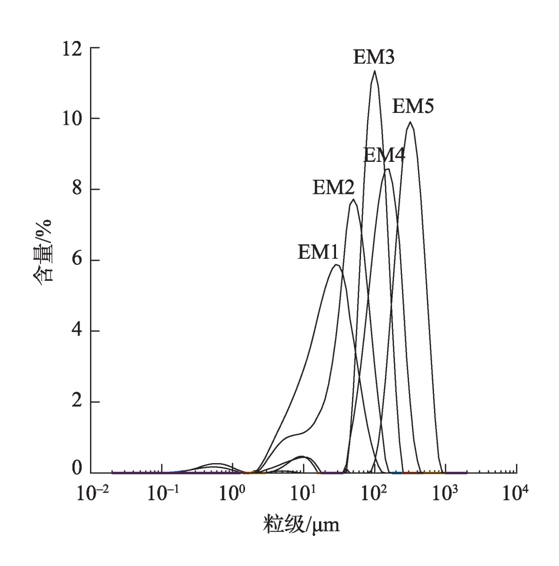
粒度实验在陕西师范大学地理科学与旅游学院实验室完成。室内称取适量风干土样放入500 mL烧杯中，先后加入浓度为10%的H_2O_2和HCl溶液并在加热板上进行加热至无细小气泡产生，用于去除有机质和次生碳酸盐。待冷却后注满纯水静置24 h，利用虹吸效应将上层清液吸走。最后加入5 mL 0.05 mol·L^{-1}的$(NaPO_3)_6$溶液作为分散剂，使用超声波振荡10 min，样品充分分散后进行上机测试。样品测量采用Mastersizer 2000激光粒度仪进行，该仪器单量程检测范围为0.02~2000 μm，重复测量误差小于2%，每个样品自动检测3次，取平均值后，用体积百分数表示。

1.4　数据分析

采用我国的粒径分级标准，<5 μm为黏粒，5~10 μm为细粉砂，10~50 μm为粗粉砂，50~100 μm为极细砂，100~250 μm为细砂，250~500 μm为中砂，>500 μm为粗砂。采用Folk-Ward图解法及其相对应的分类标准对粒度参数（平均粒径、分选系数、偏

度和峰度)进行计算[18]。

粒度端元分析是在MATLAB环境下运行Paterson等[19]设计的Analysize软件包。在假设存在1~10个端元的情况下,将剖面粒度数据进行非参数化和参数化分解,参数化方法使用Weilbull分布函数。从分析结果(图3)看到,使用非参数方法分解本区粒度数据时,每个非参数化端元呈现多峰分布形态,且跨越整个粒级范围,难以解释各端元所代表的动力组分。而参数化端元分解方法可反演出受到多种物源和搬运方式的沉积物单峰端元。因此,我们最终使用参数化方法进行粒度组分分离讨论。



注:EM1~EM5分别代表端元1~端元5。

图3 非参数化端元频率分布曲线

Fig. 3 Distribution curve of non-parametric end members' frequency

2 结果与分析

2.1 研究剖面粒度特征

2.1.1 粒级级配特征 沉积物颗粒级配不仅与母质密切相关,还受到沉积环境的影响,可直观反映其机械组分的含量和分布特征。粒度分析结果显示(图4),HS剖面粒度组成以极细砂、细砂和粗粉砂为主。其中极细砂含量变化范围为2.60%~53.30%,平均为31.07%;其次为细砂,其含量为1.26%~68.27%,平均为30.20%;粗粉砂含量变化范围为0~66.60%,平均为23.38%。其他粒度组分在整个剖面的平均含量排序为中砂(6.72%)>细粉砂(4.67%)>黏粒(2.89%)>粗砂(1.09%)。从各粒级总体上看,横山古风成沙—沙质黄土—沙质古土壤序列与黄土区黄土—古土壤序列的粒度组成存在明显差异,本研究区粒度整体偏粗。

对于不同粒度组分而言,黏粒含量变化曲线与极细砂、细砂含量成相反趋势,最高含量出现在古土壤层(S_0、S_1-1和S_1-2),变化范围为1.35%~15.66%,平均为7.58%;沙质黄土层含量次之,波动范围为1.42%~9.56%,平均为4.44%;古风成沙层中的黏粒含量最少,平均为1.11%。这说明从古土壤到沙质黄土再到古风成沙风化成壤作用逐渐减弱。剖面细粉砂变化范围较小,为0~14.98%,平均含量4.67%,其中古土壤层中细粉砂含量最多,变化范围为6.01%~13.68%,平均为9.00%;风成沙层含量最少,为0~2.63%,平均为2.63%;沙质黄土层介于二者之间,波动范围为4.72%~14.98%,平均含量8.21%。粗粉砂的含量变化曲线幅度较大,最小值为0,最大值为66.60%,平均值为23.38%,在不同地层中的含量变化趋势与细粉砂相似,均表现为古土壤层>沙质黄土层>古风成沙层。极细砂含量变化范围为2.60%~53.30%,平均含量31.07%。细砂含量最小值为1.26%,最大值为68.27%,平均为30.20%。二者含量变化曲线大体一致,表现为古风成沙层>沙质黄土层>古土壤层。古土壤层和沙质黄土层中几乎不含中砂和粗砂,古风成沙层中砂最小值为0,最大值为41.58%,平均为10.15%,而粗砂含量最少,变化范围为0~27.29%,平均为1.64%。

同一类型沉积物的不同层位其粒级级配也存在差别。就沙质古土壤来说,它们都几乎不含中砂和粗砂。S_0以粗粉砂为主,平均含量为61.60%,极细砂次之,为21.73%,细粉砂、黏粒与细砂含量不到17%;S_1-1和S_1-2的粒度组成基本一致,表现为粗粉砂>极细砂>黏粒>细粉砂>细砂。可以看到,即使在适合成壤的间冰期,砂粒仍占据相当的比例。不同层位的沙质黄土粒度组成均以粗粉砂和极细砂为优势粒级,其余粒度组分表现则略有不同:L_2-1和L_2-3中细砂>细粉砂>黏粒,而L_2-6为细粉砂>细砂>黏粒。古风成沙有不同的粒度组合形式,L_1-1和L_1-2中的细砂(38.83%)>中砂(26.94%)>极细砂(19.86%),其他古风成沙层粒度以细砂(42.39%)、极细砂(38.66%)和粗粉砂(11.26%)为主。

2.1.2 粒度参数特征 研究剖面各粒度参数见表1所示。平均粒径反映粒度分布的集中趋势,在一定程度上取决于物源物质的粒度分布和搬运介质的

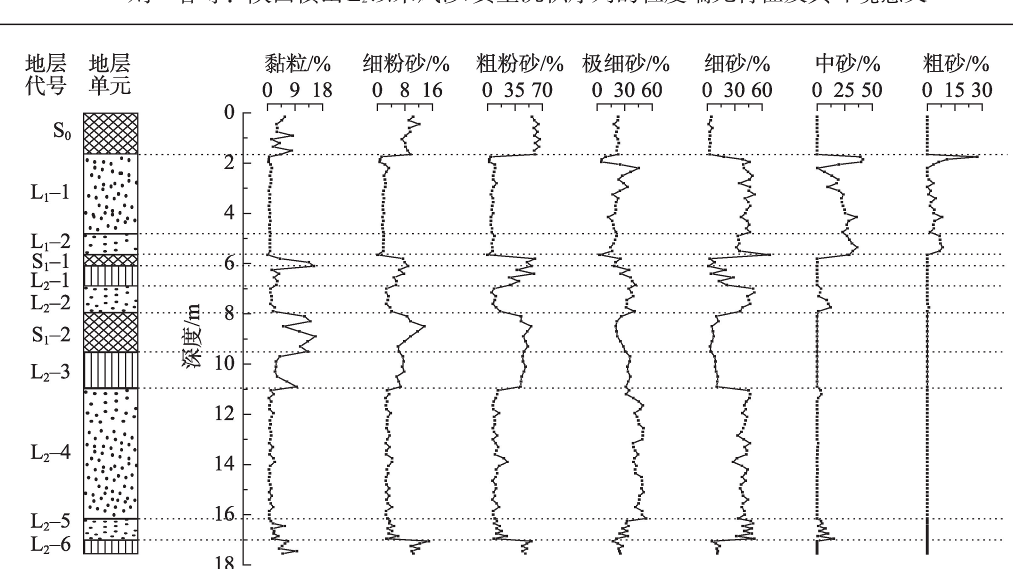


图4　HS剖面粒级级配特征

Fig. 4　Grain size distribution characteristics of HS section

表1　HS剖面各地层粒度参数特征

Tab. 1　Characteristics of grain size parameters of HS section

地层单元	S_0	L_1-1	L_1-2	S_1-1	L_2-1	L_2-2	S_1-2	L_2-3	L_2-4	L_2-5	L_2-6
平均粒径/μm	27.73	152.66	178.16	24.38	46.86	103.46	29.02	36.78	86.40	89.63	29.10
分选系数	1.23	1.07	1.12	1.73	1.24	1.12	1.78	1.40	0.90	1.29	1.50
偏度	0.18	0.14	0.18	0.35	0.30	0.21	0.34	0.35	0.24	0.34	0.18
峰度	1.03	1.08	0.90	1.36	1.19	1.55	1.34	1.26	1.48	1.48	0.93

平均动能。HS剖面总体平均粒径最小值为19.80 μm，最大值为284.42 μm，波动范围较大，平均值为70.91 μm，属于极细砂范围。沙质古土壤层的平均粒径最小，均属粗粉砂范围，其中S_1-2最细，为29.02 μm；S_1-1最粗，为24.38 μm。古风成沙层的平均粒径最大，变化范围为86.40~178.16 μm，5层古风成沙层的平均粒径排序为：L_1-2>L_1-1>L_2-2>L_2-5>L_2-4。沙质黄土层的平均粒径介于二者之间，最大值出现在L_2-1，为46.86 μm；L_2-6的平均粒径最小，为29.10 μm。分选系数用来刻画粒径大小的均匀程度，可用标准差来反映，分选系数越小，粒径分布越集中，分选性越好。研究剖面分选系数在0.55~2.14之间，除L_2-4的分选处于中等级别外，其他层位的分选均较差。这表明HS剖面沉积物分选程度相当，只是具体的粒级区间存在差别。偏度反映粒度粗细组分分布的对称性程度。本研究区最小偏度为0，最大为0.56，S_1-1、L_2-1、S_1-2、L_2-3和L_2-5为极正偏，其余层位为正偏，颗粒组分均向细组分方向聚集。峰度是相对于正态分布曲线，用来表征粒度分布曲线陡缓程度的参数。HS剖面峰度在0.87~1.88之间变化，平均值为1.27，属于窄峰态。

2.1.3　*粒度曲线特征*　粒度频率分布曲线常用于分析颗粒大小的分布情况，可以从曲线的波峰属性来判断沉积物的沉积动力及物源情况。在HS剖面的粒度频率曲线中（图5a），3层沙质古土壤层粒度分布曲线形态大致吻合，粒径集中分布在粗粉砂和极细砂范围，呈现双峰态，第一峰值粒径出现在0.5~1 μm，第二峰值粒径出现在50~75 μm之间。不同沙质古土壤层的第一峰曲线大体重合，而第二峰则略有不同，由S_0—S_1-1—S_1-2峰值不断下降，且曲线向粗颗粒方向偏移。不同沙质黄土层的粒度分布范围一般为0.1~250 μm，粒度总体分布为正偏态非对称分布，众数粒径在50~100 μm之间，并且都以众数为中心向粗粒及细粒端减小，且在变粗一端的减小是一个相对平滑的过程，而向细粒端的减小过程并不平滑，在5~50 μm处存在明显的平台，其中：L_2-1和L_2-3粒度分布曲线基本一致，L_2-6的粒度分布范围较这2种地层偏宽。对于古风成沙层而言，L_2-2、

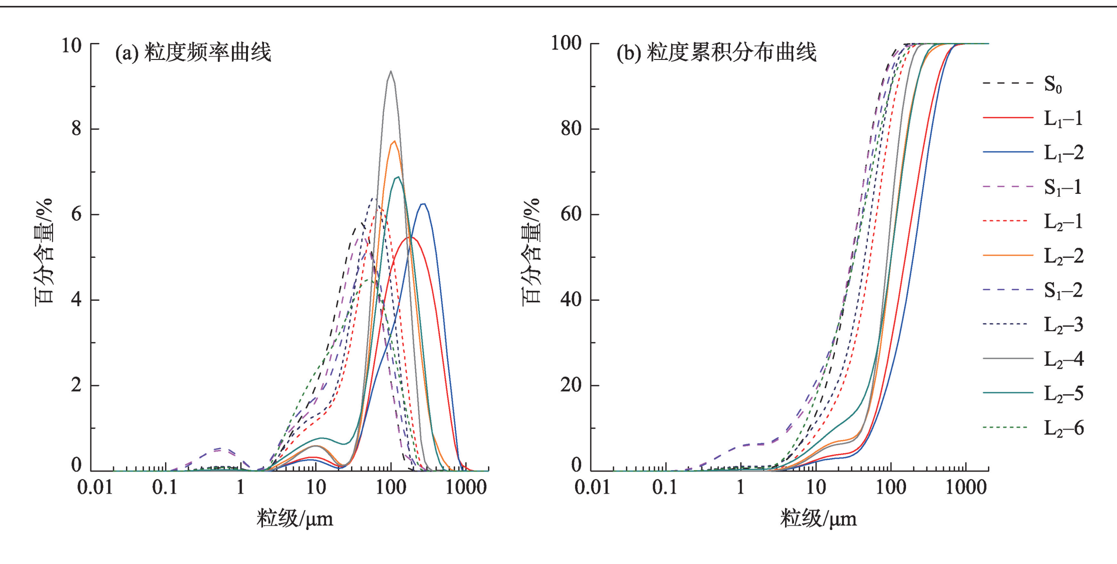


图5 HS剖面各地层粒度频率曲线及粒度累积分布曲线

Fig. 5 Grain size distribution and accumulative frequency curves of HS section

L_2-4和L_2-5粒度分布形态基本一致，呈现双峰态，第一众数粒径出现在5~30 μm之间，第二众数粒径出现在75~250 μm间，且第二众数粒度分布较窄，峰值粒径从L_2-4—L_2-2—L_2-5逐渐下降。L_1-1和L_1-2的粒度分布较其他地层差异较大，虽也呈双峰态分布，第一众数粒径与上述3个古风成沙层一致，但第二众数粒径分布范围较广且偏向粗颗粒，L_1-1的第二峰值粒径为100~500 μm之间，L_1-2峰值粒径更粗，位于250~1000 μm区间。这种以细砂为主，粒级范围较宽且含有一定黏粒的混杂砂可能是沙暴天气对沙漠砂的搬运。

研究区粒度累积分布曲线如图5b所示，可以明显看到沙质古土壤层(S_1-1和S_1-2)的细颗粒部分累积含量较其他地层增多，进一步反映了古土壤形成时期黏粒含量增多。S_0的黏粒含量较少，这可能是后期出露地表受到自然和人为因素导致。沙质黄土层中，除L_2-6的累积分布曲线斜率较小，其余2层斜率基本一致，但L_2-3比L_2-1更偏向细粒端。古风成沙层的粒度累积曲线均在5~50 μm之间有一明显的凸起，为跃移组分。L_1-1和L_2-6在整个剖面的累计曲线中斜率最小，说明其分选性较差。

2.2 研究剖面粒度端元分离

不同粒度范围对不同的气候变化反映程度不同，由于陕西横山处于沙漠/黄土过渡带这样一个较为特殊的地理位置，其粒度组成与黄土高原区存在较大差异，在黄土区具有全球古环境意义的粒度指标未必适合本区，因此分离本区的粒度指标对于进一步探讨沉积物粒度组成成因具有重要意义。

2.2.1 端元粒度特征 由HS剖面粒度的弱分选性可判断其包含多个成因的组分。对其进行粒度端元分离，参数化端元分析结果如图6所示，可以看出当端元个数为5时，数据集的复相关系数R^2达到0.99，角度偏差为4.7，总体拟合程度很好。因此，本文选择5个端元作为拟合最优结果，将其命名为EM1~EM5。各端元粒度分布结果见表2。

由分离出的5个端元粒度频率分布曲线(图7a)可以看到，5个端元的粒度频率曲线均为单峰态，EM3和EM4的峰态较为尖锐，分选较好；EM1、EM2和EM5的粒度分布范围较大，分选较差。此外，从各端元的概率累积曲线(图7b)可以判断，EM1、EM2和EM3由1段悬移质和跃移质组成，EM4全为跃移质，EM5由1段跃移质和推移质组成。

2.2.2 端元在不同地层中的含量 对HS剖面不同物源、不同沉积条件下的粒度组分进行分离，解释各粒度组分的不同成因，并根据其在剖面上的沉积序列，能更好地反演本区古环境变化。各端元随剖面深度变化的曲线如图8所示。EM1在剖面深度的变化范围为0~64.50%，平均为21.29%；EM2的最小值为17.19%，最大值为99.97%，平均为76.49%；EM3随着深度在21.51%~93.06%范围内变化，平均为74.50%；EM4和EM5的最小含量均为40.02%，EM4的最大含量为95.75%，平均为75.36%；EM5的最大含量为100%，平均为80.16%。

不同端元在不同地层中表现也不尽相同。EM1

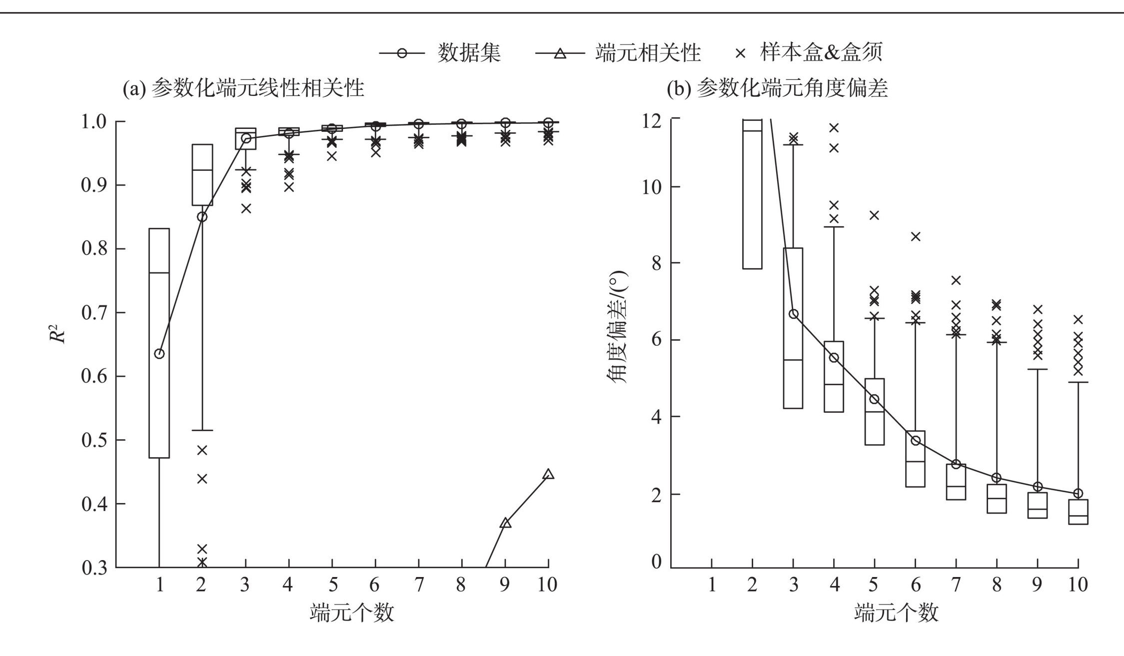


图6　参数化端元分析结果

Fig. 6　Results of parametric end member analysis

表2　各端元的粒度分布结果

Tab. 2　Particle size distribution results of each end member

端元	EM1	EM2	EM3	EM4	EM5
粒级区间/μm	0.89~39.91	3.17~158.87	15.89~200.00	35.57~355.66	35.57~1002.37
众数粒径/μm	8.93	39.91	89.34	158.90	317.00
平均粒径/μm	7.23	32.82	76.73	132.26	235.46

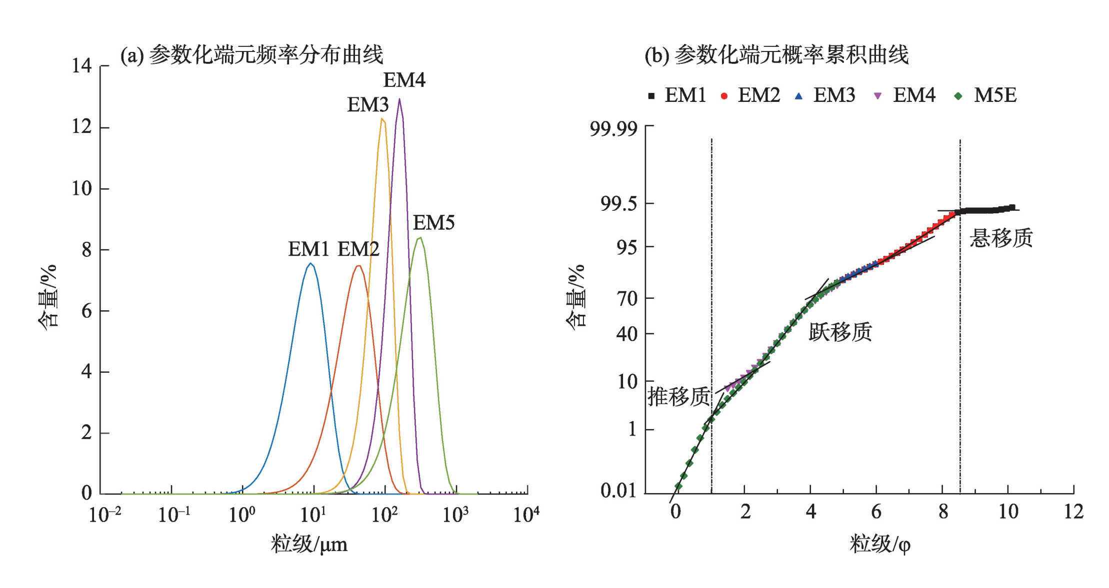


图7　参数化端元频率分布曲线和概率累积曲线

Fig. 7　Parametric end members' frequency distribution curve and probability cumulative curve

在S_0中含量最多，为54.96%~64.25%，平均含量为57.50%；其次为S_1-1，平均含有53.22%的EM1；L_2-6位列第三，含量范围为45.25%~64.50%，平均为52.48%；其他地层EM1平均含量排序为S_1-2(48.55%)>L_2-3(38.00%)>L_2-1(32.55%)>L_2-5(14.15%)>L_2-2(12.98%)>L_2-4(7.93%)>L_1-1(5.11%)>L_1-2(4.36%)。较其他端元，EM2在古土壤层和沙质黄土层中含量较高，其中S_0含量最高，为

图8　各端元随深度变化曲线

Fig. 8　Variation curves of end members with depth

98.77%，L_2-3次之，为95.34%；古风成沙层中L_1-2中含量最少，为34.92%。除L_1-2中EM3的平均含量为42.27%和L_1-1中EM3的平均含量为53.21%外，EM3在其他地层中的含量均超过70%且相差不大，差值范围在2.74%~15.72%之间，最大值出现在L_2-4，为88.62%。EM4在沙质古土壤层含量最少，S_0中平均含量为47.70%，S_1-1中平均含量为47.01%，S_1-2中平均含量为50.80%；沙质黄土层中含量次之，其中L_2-1为71.33%，L_2-3为65.76%，L_2-6为51.00%；古风成沙层中含量最多，平均为82.50%，其中L_2-4中含量最多，为92.85%，L_1-2中含量最少，为71.50%。由于EM5和EM4的粒度分布范围有一段重合，所以EM5在古土壤层和沙质黄土层中含量一致，古风成沙层含量略有增加，其中L_1-1和L_1-2中EM5含量较高。

3　讨论

3.1　粒度端元组分的环境意义

根据各端元的概率累积曲线形态特征，并结合其组分含量在各深度地层中的占比，综合判断各端元所代表的沉积动力学特征。

EM1的众数粒径为8.93 μm，属细粉砂。一般情况下，风成沉积物中的细粒主要有3种来源，第1种被风搬运而沉降；第2种是粘附在粗颗粒表面或以颗粒聚合体的形式搬运和沉降[20]；第3种是沉降后受到成壤作用而产生的次生组分[17]，是夏季风的替代指标[21]。但是由于EM1组分与平均粒径呈反相关（R^2=0.60），因此EM1的含量变化可能并不能用第2种方式来进行解释。尽管风化成壤作用可以产生细颗粒，但是通常生成的颗粒粒径<2 μm[22]，所以风化作用亦不会对该粒级组分产生较大的影响。因此，EM1中众数粒径为8.93 μm的组分可以排除是以聚合体或者依附于粗颗粒的方式传播，也不是风化成壤的产物，更可能是受高空气流远距离搬运而来。大气动力学研究表明[23]，粒径范围在2~16 μm的细粉砂组分能够被风搬运到高层大气，并在大气中长期悬浮。由端元的概率累积曲线也可以看出，只有EM1含有长期悬移质。西风带是北半球中纬度大气环流系统的重要组成部分，在高空西风作用下，细粒组分持续不断地送到这里，它的含量主要取决于由源区干燥度决定的当时大气中的本底粉尘量。被高空西风气流所携带的细粒粉尘可因降水而沉积。有研究表明，黄土高原地区[24-25]相应的众数粒径出现在2~8 μm的范围内，被认为是由高空大尺度的环流从远源将该组分搬运至沉积区，全年持续沉积的粉尘；塔吉克斯坦黄土[26]众数粒径约9 μm的端元组分也由高空西风搬运而来，并且该组分能记录北大西洋地区的气候波动。因此，EM1很有可能反映了西风环流的信息，为大气粉尘提供较为稳定的背景值。

EM2的平均粒径为32.82 μm，属粗粉砂。EM3的平均粒径为76.73 μm，属极细砂。平均粒径为20~70 μm的组分，在一般的尘暴中可上升到近地表几百米以内，搬运距离大致在1000 km以内[23]，说明EM2和EM3可能主要为悬移搬运的组分。冬半年是研究区降尘的主要季节，东亚冬季风主导了该季节的近地面气流。同时，这一组分是研究区古土壤层和沙质黄土层的主体部分，EM2含量为91.99%~98.77%，EM3含量为72.90%~85.88%。将各端元组分与平均粒径进行相关性分析表明，EM2、EM3与平均粒径呈反相关，其中EM2相关性最显著（R^2=0.90），EM3显著性较EM2略低（R^2=0.52）。这些揭示了EM2、EM3与冬季风环流的间接关系，因此推断EM2和EM3很大程度上间接指示了东亚冬季风强度的变化。在Prins等[27]的研究中，将由短距离悬移搬运而来的平均粒径为40 μm附近的组分认为是冬季风的替代指标。在孙东怀等[28]的研究中，认为中国黄土中平均粒径介于21~54 μm之间的粗粒组分与冬季风有正相关关系，由冬季风携带沉积，搬运距离近，悬浮高度低。可以看到，陕西横山与冬季风反相关的粒度指标在黄土区却是正相关的，这与杨利荣[2]的相关研究结论一致。

EM4的平均粒径为132.26 μm，EM5的平均粒径为235.46 μm，均属细砂组分。在一般的尘暴事件中，粗粒组分(70~500 μm)每次起动只能在上升到近地表的几厘米到几米的高度并在水平方向上跃移同样量级的距离，这一组分是就近形成的风成沙[23]。EM4和EM5与平均粒径呈正相关性，其中EM5的显著性最大(R^2=0.60)。这2个端元在古风成沙层含量最高，为71.50%~96.23%。结合王陇等[29]对毛乌素沙地风沙土粒径分布特征的分析，该区优势粒径组分为细砂。综上，EM4和EM5有可能是该地区极强冬季风或强风暴的替代性指标，其搬运距离较EM2和EM3有限，且更加接近源区毛乌素沙地。

通过对陕西横山L_2以来沉积物粒度端元特征的研究，不论是冰期的沙质黄土层还是间冰期的沙质古土壤层，其主要粒度组分均属于近地面短距离跃移粒级范围之内，这并非单方面由于风力分选作用造成的差异，可能是更直接地受到物源区的影响。若非是距离沙地物源很近，是没有条件沉积大量粗颗粒的。

3.2　粒度端元记录的东亚冬季风变化

在沙漠/黄土沉积耦合系统中，冬季风或强风暴是影响其变迁的主要气候要素。干冷强盛的冬季风造成沙粒的活化和沙地范围的扩大，而过渡带就是沙地变迁过程的直接产物。EM2和EM5的含量曲线变化是陕西横山冬季风的良好记录载体，其中EM2与冬季风变化呈负相关，而EM5含量则随着冬季风的增强而增多。HS剖面5个古风成沙层分别对应于EM2曲线变化的沟槽和EM5的峰凸，这些层位表明冬季风的强度和持续时间，指示了同期沙地的大范围扩张。这是由于冰期北半球扩大的高纬度冰原向下游地区注入冷空气团，加强了西伯利亚高压[30]，西伯利亚高压和西北太平洋阿留申低压的耦合导致西北冬季风增强。这种增强的冷干风有利于沙地向南延伸，有利于越来越多的沙尘颗粒向沙漠/黄土过渡带输送。冰期沙地的整体扩张对过渡带粒度影响很大，极端情况是沙地扩张到本研究区时在地层中留下的EM5端元含量达86.60%以上、EM2端元含量为45.62%以下的风成沙。间冰期时EM5端元含量下降到47.01%，EM2端元含量上升到91.26%，表明沙地范围较冰期大为收缩，冬季风强度大幅度减弱。

末次间冰期沉积物(S_1)的粒度曲线显示了高频低幅振荡，在整体粒度变细的背景之上存在波动，反映了冬季风在整体减弱的过程中不太稳定。粒度在末次间冰期(S_1)向末次冰期(L_1)的转变是突变的，说明了气候转冷时期冬季风效应迅速而明显。在末次冰期沉积的地层中，L_1−1和L_1−2均为古风成沙层，但是L_1−2中EM5的含量较L_1−1多，指示L_1−2时期冬季风更加强盛。值得注意的是，本研究区L_2中也出现3层较厚的古风成沙层，反映了当时毛乌素沙地大规模的扩张，但其EM5含量较L_1低，气候较该阶段偏暖湿。对比L_2风成沙层中EM5含量也存在差异，其中L_2−4含量达92.85%，L_2−2略大于L_2−5，说明同一时期冬季风强度也有所变化。而对于L_2中出现的沙质黄土层，其EM2含量较古土壤层少，较风沙层多，是在冬季风减弱时沙丘活动迁移被沙尘堆积所取代而形成的，但其EM5含量仍在50%以上，说明区域环境此时仍以冬季风为主。由此可见，沙漠/黄土过渡带相比黄土高原在记录沙地变迁方面具有明显的优越性和灵敏性，它同时也能很好地记录冬季风强度的波动历史。

必须强调的是，冷干的气候和高风能环境不仅可能导致更多的沙尘或沙物质的堆积，而且可能导致风蚀过程的加剧，导致侵蚀和沉积间断。因此，很难确定各冰期气候变化的初始周期，但古土壤、黄土和沙的交替层仍然表明存在大幅度的二阶气候振荡[31]。与榆林蔡家沟剖面[15]S_1由3层古土壤和夹于其间的2层黄土组成，L_1由3层古风成沙和夹于其间的2层黄土构成相比较，HS剖面S_1由2层古土壤和夹于其间的1层古风成沙和1层黄土组成，L_1由2层古风成沙构成。这可能与沙漠/黄土过渡带的位置移动有关，由于HS剖面所处的位置较为偏南，沙地扩张时未能到达此处或是由于不同剖面所处地貌位置不同而形成的侵蚀和沉积间断。

3.3　区域沙漠化

陕西横山自L_2以来沉积物的粒度组成差异反映了气候变化对区域环境的影响。当气候较为温暖湿润时，毛乌素沙地及南部的沙漠/黄土过渡带发育沙质草原，地表形成沙质古土壤。当东亚冬季风加强，地表植被退化，土壤细粒物质被吹走，沙化发展迅速，毛乌素沙地成为活动沙地，并且扩展到陕西黄土高原北部，在过渡带地表留下厚层风成沙。从HS剖面可以看出，古风成沙层粒度组成主要是细砂和极细砂，几乎不含黏粒物质，而沙质黄土层

和古土壤层其粒度组成比风成沙层粒径小得多，粉砂含量大大增加，其覆盖在下部古风成沙层之上，起到稳定和保护的作用。然而，毛乌素沙地所处的鄂尔多斯高原经历了新生代以后构造运动间歇性的整体块段抬升，引起高原水系侵蚀作用强烈发展，河流下切切割地表的同时促使更多沟谷系统的发育，被较厚土壤层覆盖的古风成沙层有可能出露，为风蚀的发生提供了物质基础，对区域沙漠化构成潜在威胁。同时，人类不合理的开垦、放牧也会造成古风成沙活化。因此，在本区进行全新世土壤的保护是防止区域沙漠化的重要举措。

4 结 论

通过对处于沙漠/黄土过渡带的HS剖面古风成沙、沙质黄土及沙质古土壤序列的粒度特征及端元分析，可以得出如下认识：

（1）横山古风成沙—沙质黄土—沙质古土壤序列与黄土区黄土—古土壤序列的粒度组成存在明显差异，HS剖面粒度组成的平均含量排序为极细砂（31.07%）>细砂（30.20%）>粗粉砂（23.38%）>中砂（6.72%）>细粉砂（4.67%）>黏粒（2.89%）>粗砂（1.09%）。就沙质古土壤层来说，均以粗粉砂为主，S_1-2最细，S_1-1次之，S_0较粗。沙质黄土层以粗粉砂和极细砂为优势粒级，L_2-6平均粒径最小，L_2-3次之，L_2-1最大。L_1中风成沙层的粒级级配以细砂和中砂为主，L_2中的风成沙层以细砂、极细砂为主要粒级，L_1风成沙层总体偏粗。

（2）EM1（众数粒径8.93 μm）属于西风带控制的由高空气流搬运的远源粉尘；EM2（平均粒径32.82 μm）主要为悬移搬运的组分，是东亚冬季风的间接指示；EM5（平均粒径235.46 μm）是极强冬季风的直接产物，是本区对古气候变化的粒度敏感组分。

（3）古风成沙层是冬季风控制下的区域间歇性干旱条件下的产物，反映了毛乌素沙地向东南延伸的过程。当区域气候仍以冬季风为主，但强度大为减弱时，沙丘迁移被沙尘堆积所取代，形成沙质黄土层。当活跃的沙丘迁移或快速的沙尘堆积被地貌稳定性和成土作用所取代时，形成沙质古土壤层。粒度曲线表明，在冰期和间冰期都会发生大幅度的二级气候振荡。

（4）陕西横山在L_2以来发生了5次沙地扩张和3次沙地后退事件，其中风成沙层L_2-5、L_2-4、L_2-2、L_1-2和L_1-1为强烈冬季风环境效应引发毛乌素沙地扩张时堆积的，古土壤层S_1-2、S_1-1和S_0是在冬季风相对萎缩时发育的，而沙质黄土层L_2-6、L_2-3和L_2-1是在上述2种气候的过渡状态下沉积的。

参考文献（References）

[1] 楚纯洁, 赵景波, 吴楠楠, 等. 毛乌素沙地晚第四纪地层特征与沙漠化研究综述[J]. 地质科技情报, 2017, 36(5): 14-21. [Chu Chunjie, Zhao Jingbo, Wu Nannan, et al. Review of Late Quaternary strata characteristics and desertification on Mu Su dune field in north China[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2017, 36(5): 14-21.]

[2] 杨利荣. 末次冰期以来陕北沙漠/黄土过渡带气候记录与环境变迁[D]. 西安: 西北大学, 2004. [Yang Lirong. Climatic records and environmental evolution of the desert-loess transitional zone in the north of Shannxi Province since the Last Glacial[D]. Xi' an: Northwest University, 2004.]

[3] 鹿化煜, Kovan H, 周杰, 等. 中国北方更新世极端冷期冬季风的快速变化[J]. 中国沙漠, 2000, 20(2): 91-95. [Lu Huayu, Kovan H, Zhou Jie, et al. East Asian winter monsoon changes on millennial time-scale in Quaternary climatic extremes in north China[J]. Journal of Desert Research, 2000, 20(2): 91-95.]

[4] 汪海斌, 陈发虎, 张家武. 黄土高原西部地区黄土粒度的环境指示意义[J]. 中国沙漠, 2002, 22(1): 21-26. [Wang Haibin, Chen Fahu, Zhang Jiawu. Environmental significance of grain size of loess-paleosol sequence in western part of Chinese Loess Plateau[J]. Journal of Desert Research, 2002, 22(1): 21-26.]

[5] 宋洁, 春喜, 白雪梅, 等. 中国沙漠粒度分析研究综述[J]. 中国沙漠, 2016, 36(3): 597-603. [Song Jie, Chun Xi, Bai Xuemei, et al. Review of grain size analysis in China desert[J]. Journal of Desert Research, 2016, 36(3): 597-603.]

[6] Varga G, Újvári G, Kovács J. Interpretation of sedimentary (sub) populations extracted from grain size distributions of central European loess-paleosol series[J]. Quaternary International, 2019, 502 (Part A): 60-70.

[7] 王昕梅, 张智, 凌超豪, 等. 鄱阳湖西南缘的历史近源风成堆积的粒度特征[J]. 干旱区地理, 2019, 42(1): 29-37. [Wang Xinmei, Zhang Zhi, Ling Chaohao, et al. Grain size characteristic of regional sand-dust accumulation system in southwest of Poyang Lake[J]. Arid Land Geography, 2019, 42(1): 29-37.]

[8] 孙有斌, 高抒, 李军. 边缘海陆源物质中环境敏感粒度组分的初步分析[J]. 科学通报, 2003, 48(1): 83-86. [Sun Youbin, Gao Shu, Li Jun. Primary analysis on the sensitive grain-size of terrigemous sediment to environments in the marginal sea[J]. Chinese Science Bulletin, 2003, 48(1): 83-86.]

[9] Weltje G J, Prins M A. Muddled or mixed? Inferring palaeoclimate from size distributions of deep-sea clastics[J]. Sedimentary Geology, 2003, 162(1-2): 39-62.

[10] 梁爱民, 屈建军, 董治宝, 等. 库姆塔格沙漠沉积物粒度端元特征及其物源启示[J]. 中国沙漠, 2020, 40(2): 33-42. [Liang Aimin, Qu Jianjun, Dong Zhibao, et al. The characteristic of grain size end members in Kumtagh Desert and its implication for sediment source[J]. Journal of Desert Research, 2020, 40(2): 33-42.]

[11] 王兆夺, 黄春长, 杨红瑾, 等. 六盘山东麓晚更新世以来黄土粒度指示的物源特征及演变[J]. 地理科学, 2018, 38(5): 818-826. [Wang Zhaoduo, Huang Chunchang, Yang Hongjin, et al. Loess provenance characteristics and evolution indicated by grain size since Late Pleistocene at the eastern foot of Liupan Mountains, China[J]. Scientia Geographica Sinica, 2018, 38(5): 818-826.]

[12] 李越, 宋友桂, 宗秀兰, 等. 伊犁盆地北部山麓黄土粒度端元指示的粉尘堆积过程[J]. 地理学报, 2019, 74(1): 162-177. [Li Yue, Song Yougui, Zong Xiulan, et al. Dust accumulation processes of piedmont loess indicated by grain-size end members in northern Ili Basin[J]. Acta Geographica Sinica, 2019, 74(1): 162-177.]

[13] Li T, Li T J. Sediment transport processes in the Pearl River Estuary as revealed by grain-size end-member modeling and sediment trend analysis[J]. Geo-Marine Letters, 2018, 38(2): 167-178.

[14] 赵松, 常凤鸣, 李铁刚, 等. 粒度端元法在东海内陆架古环境重建中的应用[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2017, 37(3): 187-196. [Zhao Song, Chang Fengming, Li Tiegang, et al. The application of grain-size end member algotithm to paleoenvironmental reconstruction on inner shelf of East China Sea[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2017, 37(3): 187-196.]

[15] 孙继敏. 末次间冰期以来沙漠-黄土边界带的环境演变[J]. 第四纪研究, 1995, 15(2): 117-122. [Sun Jimin. Environmental changes in the desert-loess transitional zone of north China since beginning of the last interglacial[J]. Quaternary Science, 1995, 15(2): 117-122.]

[16] 安芷生, 魏兰英, 卢演俦. 洛川黄土剖面土壤地层学的初步研究[J]. 第四纪研究, 1985, 5(1): 166-173. [An Zhisheng, Wei Lanying, Lu Yanchou. A preliminary study of soil stratigraphy in Luochuan loess profile[J]. Quaternary Science, 1985, 5(1): 166-173.]

[17] 刘东生. 黄土与环境[M]. 北京: 科学出版社, 1985. [Liu Dongsheng. Loess and environment[M]. Beijing: Science Press, 1985.]

[18] 成都地质学院陕北队. 沉积岩(物)粒度分析及其应用[M]. 北京: 地质出版社, 1978. [Northern Shaanxi Team, Chengdu Institute of Geology. Particle size analysis and application of sedimentary rock [M]. Beijing: Geological Publication House, 1978.]

[19] Paterson G A, Heslop D. New methods for unmixing sediment grain size data[J]. Geochemistry Geophysics Geosystems, 2015, 16 (12): 4494-4506.

[20] Paton T R. The formation of soil material[M]. London: George Allen & Uniwin Press, 1978.

[21] 管清玉, 潘保田, 高红山, 等. 粘粒含量——夏季风的良好替代指标[J]. 干旱区资源与环境, 2004, 18(8): 17-19. [Guan Qingyu, Pan Baotian, Gao Hongshan, et al. A good proxy of East Asian monsoon: Fine grain size[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2004, 18(8): 17-19.

[22] 孙东怀. 黄土粒度分布中的超细粒组分及其成因[J]. 第四纪研究, 2006, 26(6): 928-936. [Sun Donghuai. Supper-fine grain size components in Chinese Loess and their palaeoclimatic implication [J]. Quaternary Sciences, 2006, 26(6): 928-936.]

[23] Pye K. Aeolian dust and dust deposits[M]. London: Academic Press, 1987.

[24] Sun D H, Su R X, Bloemendal J, et al. Grain-size and accumulation rate records from Late Cenozoic aeolian sequences in northern China: Implications for variations in the East Asian winter monsoon and westerly atmospheric circulation[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2008, 264(1-2): 39-53.

[25] Vriend M, Prins M A, Buylaertjp, et al. Contrasting dust supply patterns across the north-western Chinese Loess Plateau during the last glacial-interglacial cycle[J]. Quaternary International, 2011, 240(1-2): 167-180.

[26] Vandenberghe J. Grain size of fine-grained windblown sediment: A powerful proxy for process identification[J]. Earth-Science Reviews, 2013, 121(6): 18-30.

[27] Prins M A, Vriend M. Glacial and interglacial eolian dust dispersal patterns across the Chinese Loess Plateau inferred from decomposed loess grain-size records[J]. Geochemistry Geophysics Geosystems, 2007, 8(7): 1-17.

[28] 孙东怀, 鹿化煜, David R, 等. 中国黄土粒度的双峰分布及其古气候意义[J]. 沉积学报, 2000, 18(3): 327-335. [Sun Donghuai, Lu Huayu, David R, et al. Bimode grain-size distribution of Chinese Loess and its paleoclimate implication[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2000, 18(3): 327-335.]

[29] 王陇, 高广磊, 张英, 等. 毛乌素沙地风沙土粒径分布特征及其影响因素[J]. 干旱区地理, 2019, 42(5): 1003-1010. [Wang Long, Gao Guanglei, Zhang Ying, et al. Particle size distribution of aeolian soils in the Mu Us Sandy Land and the influence factors[J]. Arid Land Geography, 2019, 42(5): 1003-1010.]

[30] Liu T S, Ding Z L. Stepwise coupling of monsoon circulations to global ice volume variations during the late Cenozoic[J]. Global and Planetary Change, 1993, 7(1-3): 119-130.

[31] Sun J M, Ding Z L, Liu T S, et al. 580,000-year environmental reconstruction from aeolian deposits at the Mu Us Desert margin[J]. Quaternary Science Reviews, 1999, 18(12): 1351-1364.

Characterisitics of grain size end members and its environmental significance of aeolian sand/loess sedimentary sequence since L_2 in Hengshan, Shaanxi Province

LIU Rong[1], YUE Dapeng[1], ZHAO Jingbo[1], SU Zhizhu[2], SHI Hao[1], WANG Xiaoning[1]

(1. School of Geography and Tourism, Shaanxi Normal University, Xi'an 710119, Shaanxi, China; 2. Historical Culture School, Shanxi University, Taiyuan 030006, Shanxi, China)

Abstract: Influenced by climate oscillation, the desert boundary swings back and forth many times, consequently leaving overlapping deposits of loess, paleosol, and paleo-eolian sand in the stratum. Based on the traditional grain size parameters and the end member analysis model, this study attempts to discuss the grain size composition, corresponding sedimentary information, and sand advance and retreat of aeolian sand-sandy loess-sandy paleosol since L_2 of the HS profile in Hengshan County, Shaanxi Province, China. The results show that the grain size composition of the HS profile is different from that of the loess area. It is mainly composed of very fine sand (31.07%), fine sand (30.20%), and coarse silt (23.38%). Therefore, the grain size index with a global paleoenvironmental significance in the loess region may not be suitable for this region. The parameterized end member analysis model was used to separate the grain size to obtain the climate and environmental indicators suitable for this region. The mode particle size of EM1 was 8.93 μm, reflecting the westerly circulation information. Meanwhile, the average particle size of EM2 was 32.82 μm, indirectly indicating the change of the East Asian winter monsoon intensity to a large extent. The average particle size of EM5 was 235.46 μm, which is a substitute index of an extremely strong winter monsoon or a strong storm. Its content feeds back the winter monsoon intensity at that time. Research has shown five times of sand expansion events and three times of sand retreat events since L_2 in Hengshan, Shaanxi Province. The aeolian sand layer appeared to reflect the southeastward extensions of the Mu Us Desert in response to the episodic regional aridity controlled by the enhanced winter monsoon. A sandy loess layer was formed when the active dune migration was replaced by dust accumulation when the regional climate was still dominated by the winter monsoon, albeit with a greatly decreased strength. The paleosol developed when the winter monsoon was relatively shrinking. The aeolian sand layer formed in the ice age poses a potential threat to regional desertification. The protection of the Holocene soil layer is an important measure of preventing and controlling regional desertification.

Key words: grain size; end member modeling analysis; climate change; sand advance and retreat; Hengshan